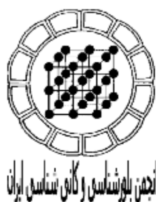
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران



سال بیست و سوم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۵۸۵ تا ۵۹۶

استفاده از شیمی کانی آمفیبول برای دما- فشارسنجی گرانیتوئید بزمان، جنوب شرق ایران

محمدرضا قدسی*، محمد بومری، ساسان باقری

بخش زمین شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۳/۷/۱۴ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۶)

چکیده: گرانیتوئید بزمان در حاشیه‌ی جنوبی بلوک لوت و در جنوب شرقی ایران واقع شده است. سنگ‌های این توده از گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزودیوریت، دیوریت و گابرو تشکیل شده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن، مگنتیت و ایلمنیت هستند. ترکیب شیمی کانی آمفیبول در گروه آمفیبول‌های کلسیک و از نوع اکتینولیت تا منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرد. این آمفیبول‌ها وابسته به فرورانش بوده و با ویژگی‌های تکتونوماگمایی پیشنهادی برای این گرانیتوئید یعنی حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش همخوانی دارد. فشارسنجی براساس مقدار آلومینیوم، فشارتبلور آمفیبول را ۱٫۰۶ تا ۴٫۱۳ کیلوبار برآورد می‌کند. دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، دمای ۶۴۹ تا ۷۲۷ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد. گریزندگی اکسیژن (۱۵٫۶۶- تا ۱۹٫۳۷-) حاکی از اکسیده بودن ماگما و شاهدی برای تشکیل آن در ورقه‌های همگراست.

واژه‌های کلیدی: *دما- فشارسنجی؛ آمفیبول؛ گرانیتوئید؛ بزمان.*

مقدمه

کاربرد ترکیب شیمی کانی آمفیبول در تعیین شرایط محیطی تشکیل گرانیتوئیدها موضوعی شناخته شده است[۱]. آمفیبول-ها در دامنه‌ی گسترده‌ای از شرایط فشار و دما ظاهر می‌شوند و از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به‌ویژه سنگ‌های آذرین سری آهکی- قلیایی و سنگ‌های دگرگون به شمار می‌آیند. این کانی در سنگ‌های آذرین درونی و بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی وجود داشته و در یک گستره‌ی گسترده‌ی فشار و دما از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد پایدار است. این کانی مفیدترین کانی برای زمین-دما فشار سنجی بوده و دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز و زمین فشار سنجی آلومینیوم در هورنبلند برای آشکارسازی دماهایی که گرانیت جایگیری می‌کنند، مناسب است [۴-۲]. گرانیتوئید بزمان در حاشیه‌ی جنوبی بلوک لوت و در جنوب شرقی ایران قرار گرفته است. این گرانیتوئید با وسعت تقریبی ۹۰۰ کیلومتر مربع، بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان و مکسان است که در حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ′۴۴ °۵۹ تا ′۱۶ °۶۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۳۸ °۲۷ تا ′۵۴ °۲۷ شمالی و در نزدیکی پیوستگاه چندین منطقه‌ی ساختاری مهم ایران از قبیل بلوک لوت، رشته کوه‌های شرق ایران (حوضه‌ی فلیشی شرق) و مکران قرار گرفته است. هدف از این پژوهش بررسی ترکیب شیمی کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در گرانیتوئید بزمان به منظور شناخت مسائل سنگ‌زایی و تکتونوماگمایی آن است. در این خصوص نظریه‌های قبلی مبنی بر وابسته بودن این گرانیتوئید به محیط فرورانش را که بر پایه‌ی بررسی ژئوشیمی سنگ کل ارائه شده است نیز با نتایج حاصل مورد مقایسه قرار خواهد گرفت.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۴۰۴۵۹۰ ، نمابر: ۰۵۴۳۳۴۴۶۵۶۵، پست الکترونیکی: Mohammadreza.Ghodsi@gmail.com

روش بررسی

در این پژوهش، نخست نمونه برداری دقیقی از گرانیتوئید بزمان صورت گرفت. حدود ۲۰۰ مقطع نازک از این نمونه‌ها تهیه شدند و با استفاده از میکروسکوپ قطبشی مدل Olympus مورد بررسی قرار گرفتند و پس از آشنایی با ویژگی‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناسی، تعداد ۴ مقطع که نمونه‌هایی سالم و فاقد دگرسانی بودند، برای آنالیز نقطه‌ای انتخاب شدند (جدول۱و۲). آنالیزهای ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز با ابر کاوشگر خودکار مدل JEOL. JXA-8600M با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۱۵ کیلو وات و جریان تابشی amp 2×10^{-8} در بخش علوم‌زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا در ژاپن انجام شد و نتایج آنالیزها در نرم افزار Excel وMinpet 2.02 بررسی شدند.

جدول۱ نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی کانی آمفیبول در گرانیتوئید بزمان.

Sample no	۸۰۱۱۳	۸۰۲۱۰	۸۰۲۱۱	۸۰۳۳	۷۱۱۴	۷۲۸	۷۲۹	۵۰۱۱	۵۰۱۲	۵۰۲۳	۵۰۲۶	۵۰۲۷
SiO_2	۴۷/۱۴	۴۸/۱۶	۴۸/۴۸	۴۸/۳۹	۴۹/۴۱	۴۵/۴۵	۴۵/۴۲	۴۹/۶۵	۵۰/۶۹	۵۱/۰۳	۵۰/۵۸	۴۹/۹۰
TiO_2	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۶۱	۰/۸۲	۰/۷۱	۰/۹۹	۱/۲۰	۰/۸۹	۰/۵۴	۰/۳۷	۰/۴۵	۰/۹۶
Al_2O_3	۸/۳۱	۷/۶۱	۸/۳۲	۸/۳۳	۶/۵۰	۸/۱۴	۹/۲۷	۶/۴۰	۴/۸۳	۴/۴۷	۵/۸۴	۵/۹۲
FeO	۱۳/۴۰	۱۴/۳۹	۱۴/۴۹	۱۴/۰۶	۱۵/۲۵	۱۵/۶۹	۱۵/۴۴	۱۳/۵۱	۱۴/۱۳	۱۳/۳۵	۱۳/۳۶	۱۳/۷۳
MgO	۱۲/۱۷	۱۲/۱۶	۱۲/۲۲	۱۲/۴۴	۱۱/۳۷	۱۲/۰۰	۱۱/۳۳	۱۳/۶۲	۱۴/۰۳	۱۴/۹۲	۱۴/۰۱	۱۳/۷۵
MnO	۰/۳۴	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۴۵	۱/۴۸	۱/۴۸	۱/۵۰	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۳۹	۰/۵۳	۰/۴۹
CaO	۱۲/۳۴	۱۱/۹۹	۱۲/۲۹	۱۲/۰۶	۱۱/۵۳	۱۱/۷۹	۱۱/۶۳	۱۲/۴۷	۱۲/۵۳	۱۲/۸۹	۱۲/۲۶	۱۲/۲۲
Na_2O	۱/۰۴	۱/۰۸	۱/۰۷	۱/۰۵	۱/۱۵	۱/۳۸	۱/۵۴	۰/۸۲	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۷۳	۰/۸۰
K_2O	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۸۸	۰/۵۸	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۳۸	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۵۵
F	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۳۴	۰/۵۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۵	۰/۱۳
Cl	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۴
P_2O_5	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰
Total	۹۶/۳۰	۹۷/۳۲	۹۸/۵۰	۹۸/۸۲	۹۸/۱۴	۹۸/۱۴	۹۸/۸۲	۹۸/۴۸	۹۸/۱۲	۹۸/۰۹	۹۸/۴۵	۹۸/۶۰
Si	۷/۰۱	۷/۰۹	۶/۹۸	۶/۹۱	۷/۰۶	۶/۷۹	۶/۷۰	۷/۱۱	۷/۳۰	۷/۳۹	۷/۲۳	۷/۱۷
Al^{IV}	۰/۹۹	۰/۹۱	۱/۰۲	۱/۰۹	۰/۹۴	۱/۲۱	۱/۳۱	۰/۸۹	۰/۷۱	۰/۶۱	۰/۷۷	۰/۸۳
Sum T	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Al^{VI}	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۳۱	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۷
Ti	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۱۰
Fe^{3+}	۰/۱۶	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۳۵
Mg	۲/۷۰	۲/۶۷	۲/۶۲	۲/۶۵	۲/۸۵	۲/۶۱	۲/۴۹	۲/۹۱	۳/۱۶	۳/۱۶	۲/۹۸	۲/۹۴
Mn	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۱۸	۱۹/۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶
Fe^{2+}	۱/۵۱	۱/۵۳	۱/۵۴	۱/۴۷	۱/۲۲	۱/۳۸	۱/۴۶	۱/۳۷	۱/۲۱	۱/۲۴	۱/۳۰	۱/۳۷
Ca	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum C	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
Fe	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۸	۰۲/۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱
Ca	۱/۹۱	۱/۸۶	۱/۸۹	۱/۸۵	۱/۷۷	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۹۴	۱/۸۸	۱/۸۸
Na	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۱
Sum B	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۳۰	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۱
K	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۱۰
Sum A	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۲۱
Sum_Cat	۱۵/۳۱	۱۵/۲۶	۱۵/۲۹	۱۵/۳۱	۱۵/۲۷	۱۵/۴۱	۱۵/۴۶	۱۵/۲۳	۱۵/۱۴	۱۵/۱۰	۱۵/۱۷	۱۵/۲۱
Al(total)	۱/۴۶	۱/۳۲	۱/۴۱	۱/۴۰	۱/۱۰	۱/۴۰	۱/۶۱	۱/۰۸	۰/۸۰	۰/۷۵	۰/۹۸	۱/۰۰

جدول ۲ نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز برای گرانیتوئید بزمان.

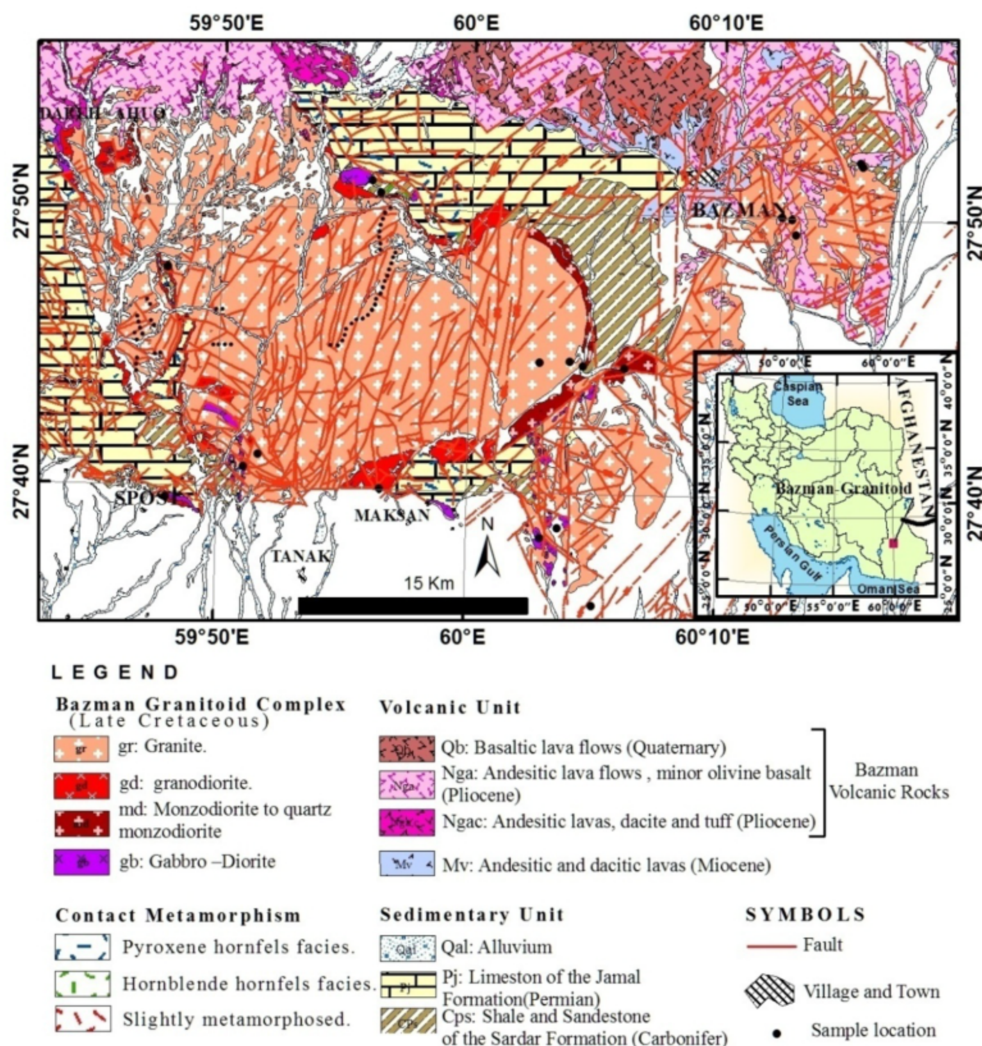
Sample	۸۰۱۵	۸۰۲۲	۸۰۲۸	۸۰۳۵	۷۱۷	۷۲۱۲	۷۲۱۴	۵۰۱۱۰	۵۰۱۷	۵۰۲۱۰	۵۰۲۱۱	۵۰۲۱۴
SiO_2	۶۲/۶۷	۶۱/۲۵	۶۱/۱۱	۶۲/۵۷	۶۲/۷۸	۶۶/۷۴	۶۴/۶۱	۶۰/۳۳	۶۰/۳۶	۵۹/۷۲	۶۱/۶۱	۶۲/۴۲
TiO_2	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰
Al_2O_3	۲۵/۴۷	۲۶/۰۳	۲۶/۳۹	۲۵/۵۵	۲۵/۴۰	۲۳/۳۴	۲۴/۷۲	۲۶/۹۸	۲۶/۳۹	۲۶/۹۳	۲۶/۳۱	۲۵/۹۰
FeO	۰/۴۹	۱۸/۰	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۲۱
MnO	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲
MgO	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
CaO	۷/۳۵	۷/۴۶	۸/۲۷	۷/۳۶	۶/۱۶	۳/۹۳	۵/۷۹	۸/۴۷	۸/۳۳	۸/۸۰	۷/۳۸	۷/۲۸
Na_2O	۳۱/۷	۷/۲۵	۶/۶۴	۷/۳۶	۶/۵۱	۸/۳۶	۷/۴۱	۶/۷۴	۶/۴۱	۶/۶۱	۷/۳۹	۶/۹۴
K_2O	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۳۵	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۱۸
Total	۱۰۳/۶۵	۱۰۲/۴۲	۱۰۲/۹۶	۱۰۳/۴۰	۱۰۱/۳۴	۱۰۲/۷۲	۱۰۳/۰۱	۱۰۲/۸۸	۱۰۱/۸۳	۱۰۲/۴۶	۱۰۲/۸۵	۱۰۲/۹۵
Si	۲/۷۰	۲/۶۶	۲/۶۵	۲/۷۰	۲/۷۳	۲/۸۵	۲/۷۷	۶۲/۲	۲/۶۴	۲/۶۱	۲/۶۷	۲/۶۹
Al	۱/۲۹	۱/۳۳	۱/۳۵	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۱۷	۱/۲۵	۱/۳۸	۱/۳۶	۱/۳۹	۱/۳۴	۱/۳۲
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{2+}	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Ca	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۳۴
Na	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۵۵	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۵۸
K	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ab	۶۳/۲۰	۶۳/۲۰	۵۸/۱۰	۶۳/۲۰	۶۴/۴۰	۷۸/۳۰	۶۸/۴۰	۵۸/۳۰	۵۷/۵۰	۵۶/۹۰	۶۴/۱۰	۶۲/۶۰
An	۳۵/۲۰	۳۵/۸۰	۴۰/۰۰	۳۴/۸۰	۳۳/۶۰	۲۰/۴۰	۲۹/۵۰	۴۰/۴۰	۴۱/۳۰	۴۱/۹۰	۳۵/۴۰	۳۶/۳۰
Or	۱/۶۰	۱/۰۰	۱/۹۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۳۰	۲/۱۰	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۰/۵۰	۱/۱۰

زمین‌شناسی گرانیتوئید بزمان

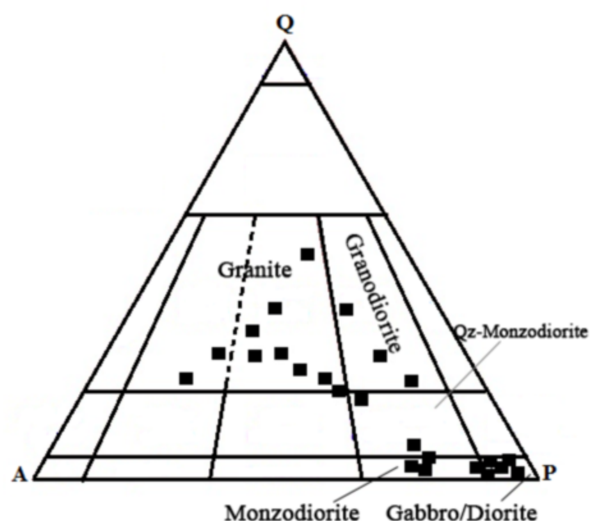
گرانیتوئید بزمان در ۱۰۰ کیلومتری شمال غرب ایرانشهر، حاشیه جنوبی بلوک لوت و در جنوب شرقی ایران واقع شده است. این گرانیتوئید به درون سنگ‌های قدیمی‌تر از قبیل شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک (سازند سردر) به سن کربنیفر و آهک و دولومیت‌های (سازنده جمال) به سن پرمین نفوذ کرده است (شکل۱). سنگ‌های حد واسط به‌صورت نوار منقطع در حاشیه‌ی گرانیتوئید و در اطراف بخش‌های اسیدی رخنمون دارند. نتیجه سن‌سنجی به روش روبیدیوم-استرانسیوم که روی شماری از نمونه‌های گرانیتی توسط بربریان [۵] انجام شد، سنی معادل ۷۴ تا ۶۴ میلیون سال را نشان داده است که به اواخر کرتاسه پسین و اوایل پالئوسن مربوط می‌شود. شار گرمایی برخاسته از نفوذ گرانیتوئید بزمان به درون واحدهای رسوبی (سازند جمال و سردر) منجر به پیدایش رخساره‌های دگرگون مجاورتی از قبیل آندالوزیت، کردیریت هورنفلس شده است. جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در گستره‌ی مورد بررسی به فعالیت‌های آتشفشانی پلیوکواترنر آتشفشان بزمان وابسته‌اند که در شمال منطقه رخنمون دارند. ترکیب سنگ‌شناسی گدازه-های آتشفشانی بیشتر بازالت، آندزیت، داسیت و توف‌های آتشفشانی وابسته به فعالیت‌های آتشفشانی بزمان است [۶،۷].

سنگ‌نگاری گرانیتوئید بزمان

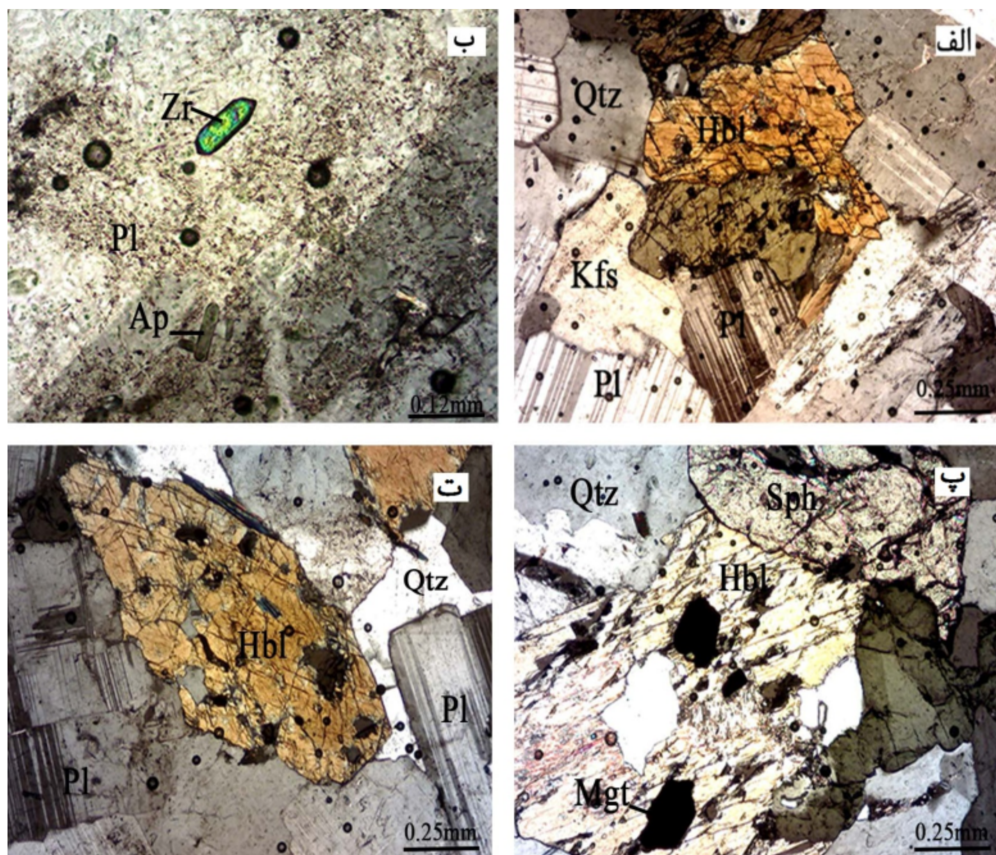
برای نامگذاری سنگ‌های نفوذی از رده‌بندی مودی [۸] استفاده شد. شمارش ۳۰۰۰ نقطه با دستگاه شمارنده‌ی کانی‌ها برای هر نمونه صورت گرفت. بنابر این رده‌بندی، سنگ‌های گستره‌ی مورد بررسی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزدیوریت، مونزدیوریت، دیوریت و گابرو نامگذاری شده‌اند (شکل۲). کانی-های تشکیل دهنده‌ی این گرانیتوئید شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات، هورنبلند، بیوتیت، مسکویت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، مگنتیت و ایلمنیت است. هورنبلند و بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در گرانیتوئید بزمان است (شکل۳).



شکل۱ نقشه‌ی ساده‌ی زمین‌شناسی گرانیتوئید بزمان ، اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بزمان و مکسان [۶،۷] با تغییرات توسط نگارندگان.



شکل۲ موقعیت نمونه‌ها در مثلث نام‌گذاری مودی سنگ‌های نفوذی [۸] .



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی انتخابی از رخنمون‌های مختلف سنگی(XPL): الف) و ب) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتی همراه با بلورهای هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار، آپاتیت و زیرکن، پ) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانودیوریت همراه با بلورهای هورنبلند، اسفن، کوارتز و مگنتیت، ت) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی همرا با بلورهای کوارتز، هورنبلند و پلاژیوکلاز.

گرانیت

گرانیت‌ها فراوان‌ترین واحد سنگی گرانیتوئید بزمان است که آن‌ها را می‌توان از نظر بافت به دو دسته پورفیری و دانه‌ای رده کرد. گرانیت‌های پورفیری حاوی درشت بلورهای ارتوز هستند که بیشتر در بخش غربی گرانیتوئید بزمان رخنمون دارند. در حالی که گرانیت‌های دانه‌دار در بخش شرقی مشاهده و به‌طور محلی حاوی کانی‌های بی‌شکل گارنت و مسکویت هستند. فلدسپار پتاسیم (۴۵-۱۸)، پلاژیوکلاز (۳۷-۲۴)، کوارتز (۴۷-۲۳)، هورنبلند (۸-۰/۱)، بیوتیت (۷/۲-۱/۳)، اسفن (۰/۲-۰)، مسکویت (۲-۰)، گارنت (۰/۷-۰) و کانی‌های تیره (۰/۹-۰) درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

گرانودیوریت

گرانودیوریت‌ها بزمان بافت دانه‌ای دارند و بیشتر در حاشیه‌ی توده‌ی اصلی گرانیت بزمان مشاهده و به‌وسیله گرانیت‌های پورفیری قطع می‌شوند. پلاژیوکلاز (۴۷-۴۱)، فلدسپار پتاسیم (۲۶-۱۴)، کوارتز (۲۴-۱۵)، هورنبلند (۹/۱-۵/۷)، بیوتیت (۱۰/۳-۱/۶)، اسفن (۰/۷-۰) و کانی‌های تیره (۱/۷-۰/۸) درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

مونزودیوریت (کوارتز مونزودیوریت)

این گروه از سنگ‌ها در حاشیه‌ی شرقی توده‌ی اصلی گرانیت بزمان و به‌صورت توده‌های کوچک رخنمون دارند. پلاژیوکلاز (۶۶-۴۵)، فلدسپار پتاسیم (۲۱-۱۵)، کوارتز (۱۵-۳)، هورنبلند (۱۸-۲/۷)، بیوتیت (۱۲/۲۶-۰/۰۳)، اسفن (۰/۸-۰) و کانی‌های تیره (۱/۴۶-۰/۰۶) درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. مگنتیت و ایلمنیت کانی غالب تیره و بافت آن‌ها دانه‌ای (متوسط-درشت) است.

دیوریت

دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای و به‌صورت رخنمون‌های کوچکی در حاشیه‌ی گرانیتوئید بزمان مشاهده می‌شوند. برونبوم‌هایی از سنگ‌های دیوریتی در سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شود.

پلاژیوکلاز (۵۵٫۸۹-۷۳٫۴۵)، فلدسپار پتاسیم (۵٫۵-۱٫۵)، کوارتز (۳٫۹-۱٫۵)، هورنبلند (۱۶٫۸۷-۳٫۳)، بیوتیت (۲۱٫۷۶-۱۴٫۸۱) و کانی‌های تیره (۱٫۳۸-۰) درصد حجمی سنگ را تشکیل می-دهند.

گابرو

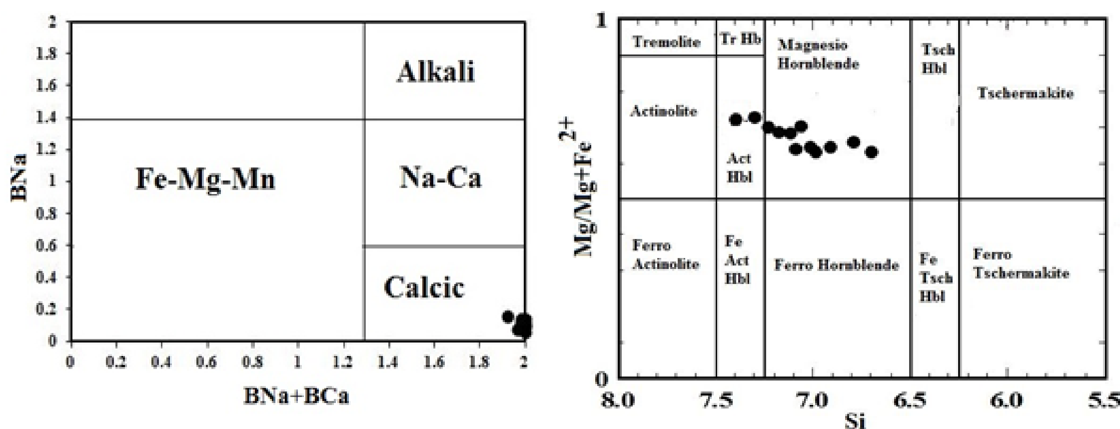
سنگ‌های گابرویی بافت‌های مختلفی از قبیل میان دانه، پوئی کلیتیک و دانه‌ای دارند. گابروها به‌صورت توده‌های کوچک در حاشیه‌ی جنوبی و غربی گرانیتوئید بزمان رخنمون دارند. پلاژیوکلاز (۶۵٫۷-۴۷)، کلینوپیروکسن (۱۳٫۵-۱۱٫۹)، فلدسپار پتاسیم (۷-۴٫۷)، کوارتز (۱٫۱۷-۰٫۷)، هورنبلند (۳۱-۰)، بیوتیت (۶٫۱-۴٫۴) و کانی‌های تیره (۵٫۱-۱٫۷) درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

بحث و بررسی

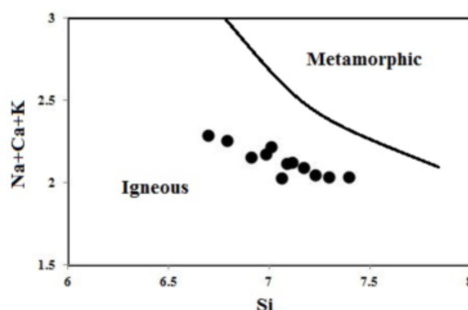
شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک موجود در گرانیتوئید بزمان است. نتایج حاصل از تجزیه‌ی این کانی به‌روش ریز پردازشی الکترونی محاسبه و فرمول ساختاری آن‌ها بنابر فرمول استاندارد آمفیبول $AB_2\ C_5{}^{IV}\ T_8\ O_{22}\ (OH)_2$ و بر پایه ۲۳ اکسیژن در جدول ۱ ارائه شده است. چنانکه شکل ۴ نشان می‌دهد، براساس رده بندی لیک [۹] ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک بوده و در زیر گروه اکتینولیت هورنبلند تا منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. برخی از پژوهشگران [۴-۲] حضور آمفیبول‌ها کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی را نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به توده نفوذی نوع I می‌دانند.

آمفیبول‌های آذرین و دگرگون به‌وسیله شاره‌ی [۱۰] براساس مجموع کاتیون‌های Na + K + Ca نسبت به Si از هم جدا می‌شوند. بنابراین رده‌بندی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما قرار گرفته و از آمفیبول‌های حاصل از فرآیند دگرگونی تمیز داده شدند (شکل۵).



شکل۴ رده بندی آمفیبول‌های گرانیتوئید بزمان براساس ترکیب شیمیایی آن‌ها.



شکل۵ جداسازی آمفیبول‌های حاصل از فرآیندهای آذرین و آمفیبول‌های حاصل از دگرگونی به روش شاری [۱۰].

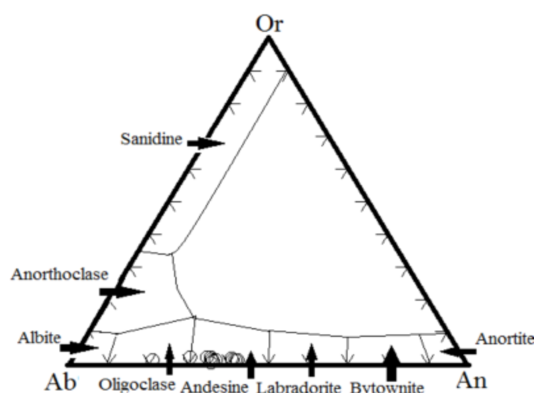
شیمی کانی پلاژیوکلاز

برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این کانی، در ۴ نمونه، از پلاژیوکلازها مورد بررسی ریز پردازشی الکترونی قرار گرفتند که نتایج آن در جدول (۲) آمده‌اند. شکل(۶) ترکیب پلاژیوکلازهای در گرانیتوئید بزمان را در نمودار آلبیت-آنورتیت [۱۱] نشان می‌دهد. گستره‌ی ترکیبی پلاژیوکلازها از الیگوکلاز تا آندزین تغییر می‌کند. تغییرات محدود گستره‌ی ترکیبی این پلاژیوکلازها در زمین‌فشارسنجی، بر مبنای محتوای Al در هورنبلند به‌عنوان یک ویژگی مناسب تلقی می‌شود [۱۲] . برای دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز همزیست، پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشد که این در بررسی نقطه‌ای پلاژیوکلازها مورد نظر بوده است.

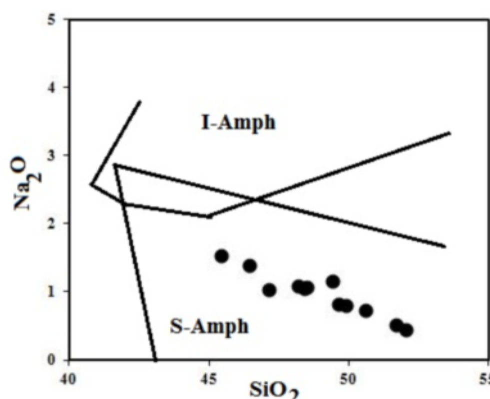
تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئید بزمان با استفاده از ترکیب آمفیبول

از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه‌ی بررسی زینولیت‌های گذشته حاصل شده‌اند، برای مقایسه ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف به ویژه محیط‌های فرو رانش (subduction) و درون صفحه‌ای (intraplate) استفاده شده است[۱۳]. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش، (S-Amph)، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) دارند. براساس نمودار رده‌بندی تکتوماگمایی کولتورتی [۱۳] آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷). این نتیجه با نتایج ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارند [۵].

از طرف دیگر مقدار $Al^{IV}=1.5$ به‌عنوان مرز جدایش محیط تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است. به‌گونه‌ای که ارقام بالاتر از ۱/۵ به آمفیبول‌هایی وابسته‌اند که در فشارهای در حدود ۱۰ کیلوبار و در محیط‌های زمین ساختی جزائر قوسی شکل می‌گیرند و ارقام پایین تر از ۱/۵ معرف آمفیبول‌های هستند که در کرانه‌های فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند [۱۶-۱۴]. بر این اساس و با توجه به مقدار Al^{IV} (جدول ۱) بیشتر آمفیبول‌های منطقه‌ی مورد بررسی مقادیر کمتر از۱/۵ داشته و در قلمرو حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند که با نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارد[۵].



شکل۶ رده‌بندی جدا کننده‌ی پلاژیوکلازها در گرانیتوئید بزمان.



شکل۷ نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌های گرانیتوئید بزمان.

بربریان و همکاران [۱۷] با استفاده از شواهد زمین‌شناسی نشان دادند که این گرانیتوئید ویژگی‌های ماگماتیسم نوع آندی داشته و ترکیب شیمیایی آن از حاشیه به مرکز اسیدی‌تر می‌شود. به‌نظر بربریان[۵]، این گرانیتوئید روی منطقه‌ی فرورانش عمان (پوسته‌ی اقیانوسی عربی) جای دارد و حاصل ذوب گوشته یا پوسته‌ی اقیانوسی (عمان) به زیر ورقه ایران مرکزی است که در کواترنری با فوران‌های آتشفشان‌های آهکی بزمان، تفتان و کوه سلطان (پاکستان) همراه شده است.

زمین دما- فشارسنجی

آمفیبول یکی از فراوان‌ترین کانی‌های تیره گرانیتوئید بزمان است. این پدیده گویای غنی بودن ماگمای در حال تبلور از سازند آب است. معمولاً از آمفیبول برای تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور ماگما در مجموعه‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. آمفیبول بهترین کانی در دما و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی- قلیایی است، زیرا تقریباً در تمام توده‌های نفوذی آهکی- قلیای صرفنظر از ترکیب‌های بازی- حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شود ودر گستره‌ای از دما و فشار از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و در دمای۴۰۰ تا۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۲-۴].

زمین فشارسنجی

آمفیبول‌های گرانیتوئیدها به‌طور گسترده‌ای برای برآورد فشار و عمق جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی مورد استفاده قرار گرفته‌اند [۱۲، ۱۸و ۱۹]. روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، مبتنی بر اندازه‌گیری مقدارAl موجود در آمفیبول‌اند، زیرا مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده‌هاست. هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد عمق محاسبه شده بیشتر خواهد بود. ولی مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌ای از عوامل تغییر کرده و در نتیجه باعث خطا در فشار محاسبه شده می‌شود. لذا آمفیبول باید دارای ویژگی‌هایی به شرح زیر باشد تا تعیین فشار واقعی انجام شود [۱۲،۱۸-۲۰]. اولین ویژگی وجود مجموعه کانی‌های کوارتز، فلدسپارقلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و اسفن در سنگ است. دیگر پارامترهای موثر فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و ترکیب سنگ کل است که همه‌ی آن‌ها در مقدارAl موجود در هورنبلند نقش دارند. بنابراین ترکیب هورنبلند، فشار (عمق تبلور) انجماد ماگما را بازتاب می‌دهد [۴، ۲۰ و ۲۱]. در همه‌ی روش‌های برآورد فشار به‌جز روش اندرسون و اشمیت [۲۲] فقط از روی میزان آلومینیوم موجود در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود.

با استفاده از نمودار ۸ که براساس پارامترAl کل نسبت به Fe*/(Mg+Fe*) طراحی شده است [۲۰] می‌توان ارزیابی کرد که آمفیبول‌های گرانیتوئید بزمان در گستره‌ی فشار ۰/۸ تا ۳/۸ کیلوبار (عمق تقریبی ۳ تا ۱۲ کیلومتر) متبلور شده‌اند.

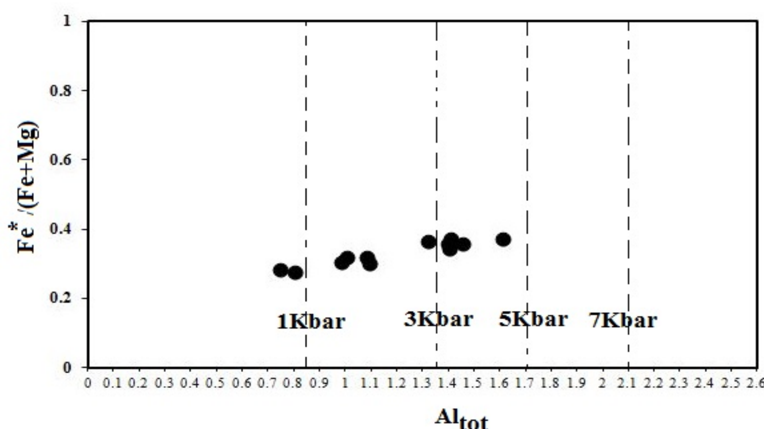
در این بررسی برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌های انتخابی از چهار روش مرسوم زمین شناختی، براساس محتوای Al موجود در هورنبلند استفاده شد [۱۲، ۱۸-۲۰] . براساس فرمول [۱۲، ۱۸، ۱۹، ۲۰] بیشینه فشار محاسبه شده، ۴/۱۹، ۴/۳۳، ۳/۳۶ ، ۴/۶۶ و کمینه فشار ۱/۳۰، ۰/۷۹، ۰/۷۸، ۱/۶۷ کیلو بار به ترتیب برای گرانیتوئید بزمان محاسبه شدند. نتایج محاسبه‌ی فشار به روش‌های مختلف نزدیک هم بوده و نتایج فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیوم، فشار تبلور آمفیبول را ۱/۰۶ تا ۴/۱۳ کیلو بار برآورد می‌کند.

به‌طور کلی میزان تغییرات با توجه به انحراف‌های استاندارد به دست آمده برای هریک از این روش‌ها نسبتاً ناچیز است. در همه‌ی روش‌های فوق چنانکه در بالا یادآوری شدند، فشار موجود در محیط فقط به‌مقدار Alکل نسبت داده شده و پارامترهای دیگر نظیر دمای محیط مورد توجه نبوده است.

اندرسون واشمیت (۱۹۹۵)[۲۲] نشان دادند که مقدار Al کل نه تنها به فشار بلکه به دمای محیط و گریزندگی اکسیژن نیز در ارتباط است و فرمولی را به‌صورت زیر ارائه دادند:

$$P\ (\pm 0/6kbar)=-3.01+4.76\ Al_{total}-\{(T\ [°C]-675)/85\}*\{0.53\ Al_{total}+0.005294*(T[°C]-675)\}$$
$$r^2=0.99$$

این رابطه دارای کمترین خطا نسبت به روش‌های دیگر است. نتایج محاسبات فشارسنجی با این روش محاسبه شدند. کمینه و بیشینه میانگین فشار با روش اندسون و اشمیت به ترتیب ۱/۰۲ و ۳/۲۱ کیلو بار محاسبه شدند.



شکل۸ نمودار Al_{total} نسبت به XFe^* آمفیبول‌ها که گستره فشار تشکیل گرانیتوئید بزمان را نشان می‌دهد[۲۰].

زمین دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز

روش بلوندی وهولاند[۲۳]

بلوندی وهولاند [۲۳] روشی را برای دماسنجی براساس واکنش ادنیت- ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز همزیست ارائه کردند. این زمین دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتی گراد قابل استفاده است. از آنجا که محاسبه‌ی دما در این روش زمین دماسنجی تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود به همین منظور آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست را انتخاب کرده و محاسبات زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی برای آن‌ها انجام شد. فشار در همه‌ی روابط دماسنجی با استفاده از زمین فشارسنجی اشمیت [۲۰] محاسبه شد. این دماسنج براساس رابطه زیر استوار است:

$$T\ (\pm 311\ kbar) = 0.677P\ (kbar)-48.98+Y_{Ab}/-0.0429-0.0083144Ln(Si-4/8-Si)X_{Ab}^{Plg}$$

در این رابطه T دمای تعادلی بر حسب کلوین، P فشار برحسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول ساختاری آمفیبول X_{Ab}^{Plag} میزان درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است مقدار Y_{Ab} از روابط زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab}>0.5,\ Y_{Ab}=0$$
$$X_{Ab}<0.5,\ Y_{Ab} = 8.06 + 25.5(1-X_{Ab})^2$$

با استفاده از این روش دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانیتوئید بزمان از ۶۴۹ درجه‌ی سانتی‌گراد تا ۷۲۷ درجه‌ی سانتی‌گراد تغییر می‌کند.

وینهال و همکاران[۱۶] نیز رابطه ی زیر را در فشارهای ۲۰-۱ کیلوبار و گریزندگی HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلند و پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند.

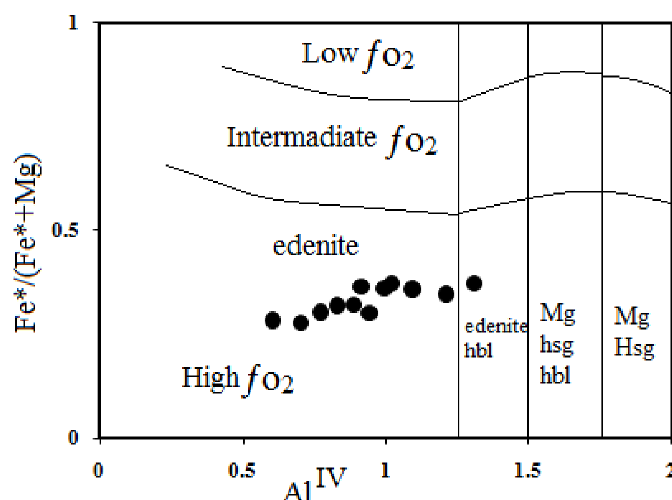
$$T\ [^{\circ}C] = 654.9 + 25.3P$$

براساس فرمول بالا بیشینه و کمینه دمای محاسبه شده به ترتیب برابر با ۷۵۴ و ۶۹۷ درجه‌ی سانتی گرادند.

تعیین گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل آمفیبول‌ها

یکی از روش‌های ارزیابی مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $Al^{IV}>0.75$ و دارای نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)>0.3$ هستند [۲۲]. از میان نتایج ریز پردازشی آمفیبول‌های منطقه، منیزیوهورنبلندهای این سنگ‌ها دارا این شرایط هستند. نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ در منیزیوهورنبلندها با افزایش روند جدایش از ۲۸٪ تا ۳۶٪ افزایش می‌یابد و مقدار آلومینوم چهار وجهی از ۰٫۶۱ تا ۱٫۳۰ تغییر می‌کند. چنانکه در شکل ۹ نشان داده شد، آمفیبول‌های مورد بررسی در شرایط گریزندگی نسبتاً بالا تشکیل شده‌اند. هر چه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد Fe^{2+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه‌ی هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله Al می شود[۴] . برای محاسبه‌ی میزان گریزندگی اکسیژن از رابطه‌ی ونز [۲۴] استفاده شده است:

$$Log f_{O_2} = -30930/T+14.98+0.142\ (P-1)/T$$



شکل ۹ نمودار گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها [۲۲] . نمودار بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول را نشان می‌دهد.

با استفاده از رابطه‌ی ونز، کمینه و بیشینه $Logfo_2$ برای گرانیتوئید بزمان به ترتیب ۱۵٫۶۶- و۱۹٫۳۷- محاسبه شدند. لازم به یاد آوری است که حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول در کوارتز مونزدیوریت ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌های منطقه مبین بالا بودن گریزندگی اکسیژن و نشان دهنده‌ی تشکیل این گرانیتوئیدها در ارتباط با مرزهای ورقه-های همگر است [۲۲] . همچنین حضور مگنتیت، پایین بودن نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ (۰٫۷۰۴)، ترکیب سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی (گرانیت-گابرو) و شیمی کل سنگ دلالت برسری مگنتیت نوع I بودن این گرانیتوئیدها دارد [۵ ، ۲۵].

برداشت

بررسی شیمی کانی آمفیبول در گرانیتوئید بزمان نشان می‌دهد که:

۱-کلیه آمفیبول‌های مورد بررسی طی فرایندهای آذرین تشکیل شده و در گروه آمفیبول‌های کلسیک و زیر گروه مینزیوهورنبلند قرار می‌گیرند که شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند.

۲- این آمفیبول‌ها بیشتر در گستره آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند. که با نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ژئو شیمی سنگ کل همخوانی دارند.

۳-زمین فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیوم موجود در آمفیبول‌های مورد بررسی، کمینه و بیشینه، فشار ارزیابی شده معادل ۱٫۰۶ تا ۴٫۱۳ کیلو بار و عمیق تقریبی ۳ تا ۱۵ کیلومتر را نشان می‌دهد.

۴- حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه با آمفیبول در سنگ‌های منطقه نشان دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن درماگمای سازنده این سنگ‌هاست. این با محاسبه‌ی کمی مقدار گریزندگی اکسیژن تایید می‌شود که برای نمونه-های گرانیتوئید بزمان، کمینه و بیشینه محاسبه شده به ترتیب برابر(bars) ۱۵٫۶۶ - و ۱۹٫۳۷- است. گریزندگی بالای اکسیژن نشان دهنده‌ی تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدهای در ارتباط با مرزهای همگراست. این یافته در مقایسه با نتایج قبلی (شیمی کل سنگ) همخوانی دارد.

مراجع

[1] Zhang S.H., Zhao Y., Song B., *"Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block"*, Mineralogy and Petrology, 87 (2006) 123-141.

[۲] داودیان دهکردی ع.، *"شیمی کانی ها و شرایط فشار-دمای تبلور توده های گرانیتوئیدی حاشیه رودخانه زاینده رود، پهنه*

برشی شمال شهرکرد بانگرشی ویژه به حضور اپیدوت ماگمایی"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۹) ۴۹۵-۵۱۰.

[۳] اسماعیلی د.، طباخ شعبانی ا.ع.، نجار ح.، رضایی م.، "استفاده از شیمی کانی آمفیبول در بررسی ویژگی های ماگمایی و سازنده و زمین دما فشار سنجی توده های گرانیتوئیدی شمال غرب ساوه، ایران مرکزی"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۲) ۴۱۷-۴۳۰.

[4] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the CentralOdenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the* Odenwald": Mineralogy and Petrology 72(2001), 185–207.

[5] Berberian F., "Petrogenesis of the Iranian Plutons: *A study of the Natanz and Bazman intrusive Complexes"*, Ph.D. Thesis, Cambridge University (1981).

[۶] سهندی م.ر.، پاداشی م.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش بزمان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۱۳۸۴).

[۷] وحدتی دانشمند ف.، جرجندی م.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مکسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۱۳۸۳).

[8] Streckeisen A., *"To each plutonic rock its proper name"*, Earth-Science Reviews 12 (1976), 1-33.

[9] Leake, B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Brich W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H,J., Krivovichey V.G., Linthout K., Laird J.A., Maresch W.V., Nicket E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N. Ungareti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names"*, European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[10] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., *"Amphibol rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil"*, Journal of South American Earth Science, 11, (1998) 457-471.

[11] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman Scientific and Technical, (1991), 528 P.

[12] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist 72 (1987) 231–239.

[13] Coltorto M., Bondaiman C., Faccini B., Geogoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *"Amphibol from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*, Lithos, 99 (2007) 68-84.

[14] Miyashiro A., "*Volcanic rock series in island arc and active continental margins"*, American Journal of Science, 247(1974) 321-355.

[15] Ghent E.D.J., Nicholls P.S., Simony J.H., Sevigny M.Z., "*Hornblende barometry of the Nelson batholiths, southeastern British Columbia: Tectonic implication"*, Canadian Journal of Earth Sciences, 28 (1991) 1982-1991.

[16] Vyhnal C.R., McSween H.Y.Jr., *"Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids: Implication for aluminus hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist 76(1991) 176-188.

[17] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., *"Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran"*, Journal of the Geological Society of London, 139, (1982) 605–14.

[18] Hammarstrom J.M., Zen E., "*Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*.American Mineralogist 71(1986) 1297–1313.

[19] Johnson M.C., Rutherford M.J., "*Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837–841.

[20] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: Anexperimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304–310.

[21] Pal N., Pal D.C., Mishira B., Meyer F.M., *"The evolution of the palim granite in the Bastar in province, Central India"*, Mineralogy and Petrology 72 (2001) 281-304.

[22] Anderson J.L., Smith D.R., *"The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer"*, American Mineralogist 80(1995) 549–559.

[23] Blundy J.D., *"Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208–224.

[24] Wones D.R., *"Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks "*, American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.

[25] Ishihara S., *"The magnetite series and ilmenite –series granitic rocks"*, Mining Geology 27 (1977) 293-305.